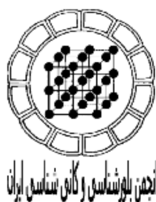
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و هشتم، شمارهٔ اول، بهار ۹۹، از صفحهٔ ۱۲۵ تا ۱۴۰



زمین‌دماسنجی پهنه‌های اسکارنی ناهنجاری کانسار دردوی، منطقه معدنی آهن سنگان

مجید قاسمی سیانی*، بهزاد مهرابی

گروه زمین شیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، ایران

(دریافت مقاله: ۹۷/۱۲/۲۰، نسخه نهایی: ۹۸/۴/۱۲)

چکیده: کانسار اسکارن آهن دردوی در بخش مرکزی منطقه معدنی سنگان در شمال شرق ایران واقع شده است. در این پژوهش، دمای تشکیل پهنه‌های اسکارنی آن با استفاده از برخی زمین‌دماسنج‌ها برآورد شده است. مهمترین کانی‌های دگرگونی در پهنه‌های اسکارنی پیشرونده و پسرونده شامل گارنت، کلینوپیروکسن، ترمولیت-اکتینولیت، آمفیبول، کلریت، اپیدوت، فلدسپار، فلوگوپیت و دولومیت هستند. زمین‌دماسنج دوفلدسپار نشان داد که پهنه دروناسکارن در گرانیت سرنوسر در دماهای بین ۶۳۵ تا ۷۲۵ درجه سانتیگراد تشکیل شده که با دماهای بدست آمده از میانبارهای سیال همخوانی ندارد. بر اساس زمین‌دماسنج گارنت-کلینوپیروکسن، دماهای ۳۰۰ تا ۵۰۵ درجه سانتیگراد برای دگرگونی اسکارن پیشرونده بدست آمد. زمین‌دماسنج کلریت و آمفیبول کلسیمی در پهنه پسرونده به ترتیب دماهای تشکیل بین ۲۰۰ تا ۲۹۰ و ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتیگراد را نشان داد. نتایج زمین‌دماسنج پهنه‌های اسکارنی پیشرونده و پسرونده با نتایج سیال‌های درگیر همخوانی دارند. دماهای بدست آمده از میانبارهای سیال و زمین‌دماسنج پهنه‌های اسکارن پیشرونده و پسرونده نشان داد که دماهای تشکیل اسکارن دگرگونی مجاورتی کمتر از ۶۰۰ درجه سانتیگراد است که با رخساره دگرگونی هورنبلند-هورنفلس همخوانی دارد.

واژه‌های کلیدی: *منطقه معدنی آهن سنگان؛ ناهنجاری دردوی؛ زمین‌دماسنجی؛ پهنه‌های اسکارن؛ سرنوسر.*

مقدمه

منطقه معدنی سنگان در جنوب‌شرقی استان خراسان رضوی و در کمربند آتشفشانی-نفوذی خواف-کاشمر- بردسکن قرار دارد (شکل ۱) [۱]. مجموعه معادن سنگان در راستای گسل درونه و در مرز توده نفوذی سرنوسر با راستای شرقی-غربی تشکیل شده و شامل کانسارهای غربی (A, B ،A' ،C جنوبی، C شمالی)، مرکزی (دردوی (D) و باغک (BK)) و شرقی (سنجده (SD) ۱، ۲ و ۳، فرزنه (FZ)، سم آهنی (SA) و معدن‌جو (SD)) است (شکل ۲) [۲]. با توجه به مرز توده نفوذی سرنوسر با سنگ‌های آهکی و دولومیتی ژوراسیک-کرتاسه، پهنه‌های اسکارنی همراه با کانی‌سازی آهن به طور گسترده در راستای شرقی-غربی تشکیل شده‌اند (شکل ۲). پژوهش‌های بسیاری پیرامون ناهنجاری‌های کانسارهای مجموعه معادن سنگان انجام شده که بیشتر شامل بررسی سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی پهنه‌های اسکارنی، شیمی کانی‌های اسکارنی و سن‌سنجی توده نفوذی سرنوسر و ویژگی‌های زمین شیمیایی آن و ارتباط آن با کانی‌سازی اسکارن است [۳-۱۷]. تاکنون پژوهشی برای تعیین دما در ناهنجاری‌های پهنه‌های اسکارن با استفاده از شیمی کانی‌های سیلیکاتی سنگان انجام نشده است. دماسنجی به روش‌های بررسی میانبارهای سیال و بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی برخی از کانی‌های ویژه و یا زوج کانی‌های در شرایط تعادلی با هم امکانپذیر است [۱۸]. زمین‌دماسنجی و زمین‌فشارسنجی‌هایی بر اساس حساسیت توزیع عناصر در ساختار کانی‌ها یا طی تبادلات شیمیایی وابسته به دما و یا فشار طراحی شده‌اند [۱۸]. در کانسارهای اسکارنی، با کانی‌های متعدد سیلیکاتی بی‌آب و آبدار در پهنه‌های دگرسانی پسرونده

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۸۹۲۹۹۴۷، پست الکترونیکی: majid4225@yahoo.com

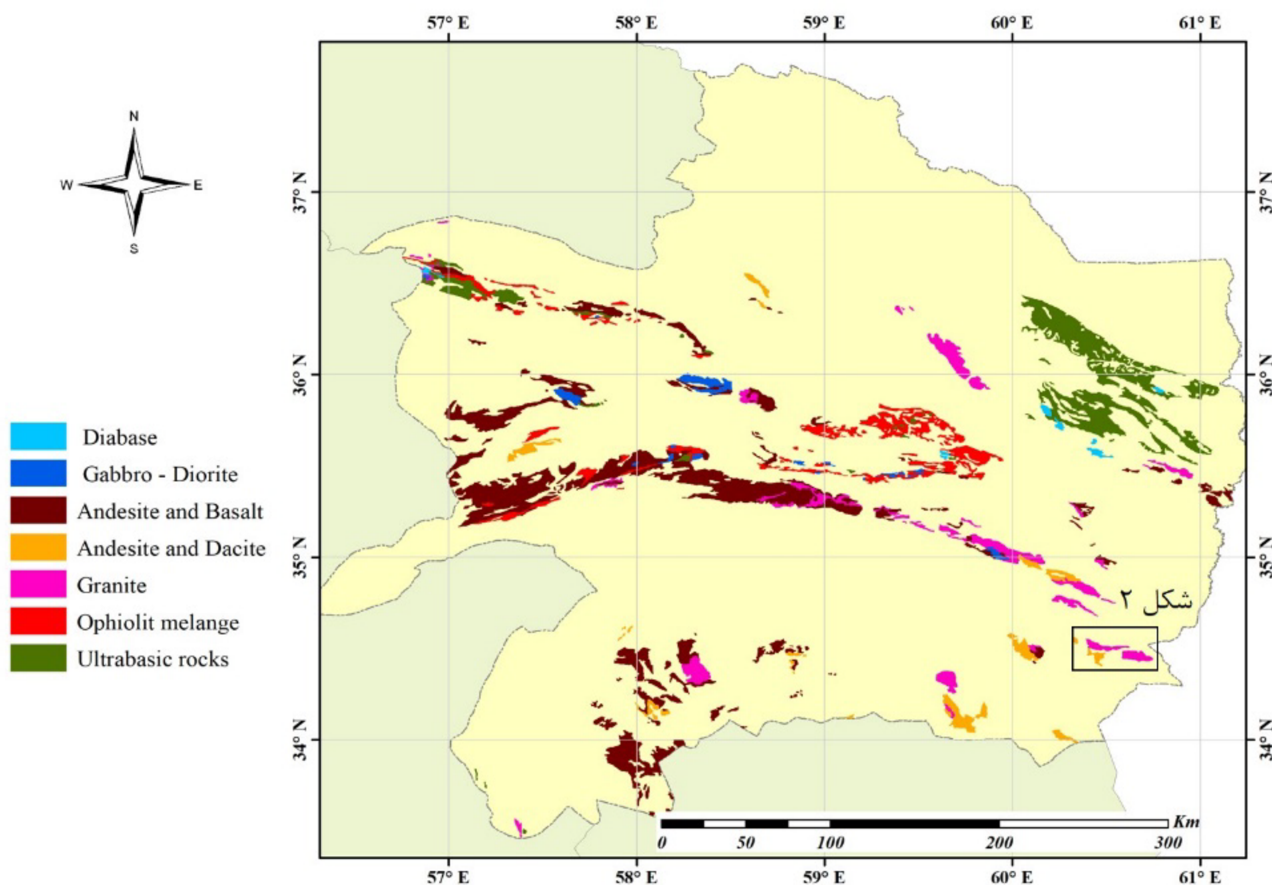
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.9.9]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.125]

و پیشرونده امکان تعیین شرایط دما وجود دارد. تاکنون، زمین-دماسنجی ویژه‌ای برای پهنه‌های اسکارنی سنگان ارائه نشده است، از این‌رو، در این پژوهش، از روش‌های مرسوم زمین-دماسنجی کانی‌های سیلیکاته استفاده و نتایج تفسیر شد. متداولترین زمین‌دماسنجی برای پهنه‌های اسکارنی برپایه زوج کانی گارنت-کلینوپیروکسن است [۲۰،۱۹] که در این پژوهش از آن برای تعیین دمای پهنه اسکارنی پیشرونده استفاده شد. برای پهنه پسرونده نیز از کانی‌های کلریت و آمفیبول نوع کلسیمی که به عنوان زمین‌دماسنجی در پژوهش‌های بسیاری بکار گرفته شده‌اند، استفاده شد. از زمین‌دماسنج کانی‌های فلدسپار گرانیت سرنوسر برای پهنه درون‌اسکارن استفاده شد. پژوهش‌های مشابهی برای تعیین دما به روش‌های زمین-دماسنجی کانی‌های اسکارنی در سایر مناطق ایران انجام شده است [۲۱-۲۸]. در پایان، دماهای بدست آمده از زوج کانی‌ها با دماهای میانبارهای سیال گزارش شده [۱۵] مقایسه شد.

زمین‌شناسی و کانه‌زایی

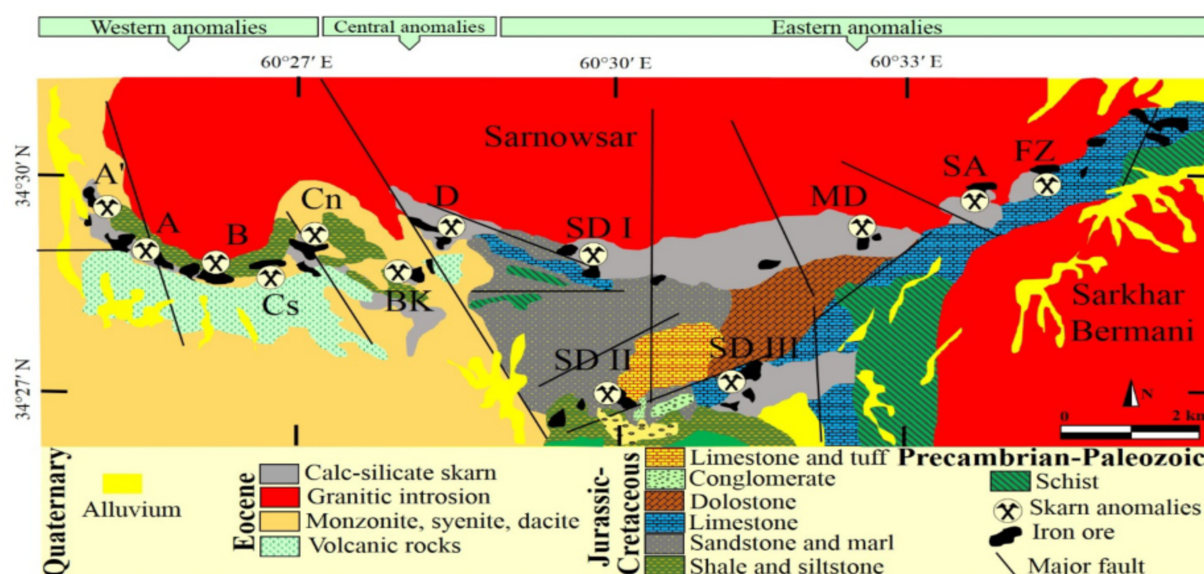
بررسی‌های کریم‌پور و همکاران [۱] نشان می‌دهد که منطقه معدنی سنگان جزئی از کمربند آتشفشانی-نفوذی خواف-کاشمر-بردسکن بوده که با روند شرقی-غربی در شمال گسل درونه قرار گرفته است (شکل ۱). این کمربند بیشتر از سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا حدواسط و توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی با ترکیبی از فلدسپار قلیایی گرانیت (سی‌نیت و سی‌ینوگرانیت)، گرانیت، گرانودیوریت، کوارتزمونزونیت و دیوریت تشکیل شده است. توده گرانیتی سرنوسر در راستای شرقی-غربی، نقش مهمی در کانی‌سازی اسکارن آهن در منطقه سنگان و به ویژه کانسار آهن دردوی داشته است (شکل ۲). قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه سنگان نیز بیشتر شامل سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی و رسوبی (از قبیل توف، آگلومرا، ریولیت، چرت، شیل‌های سیلیسی و آهک) وابسته به پرکامبرین (پروتروزوئیک پسین) بوده که دستخوش دگرگونی منطقه‌ای درجه کم، از نوع شیست سبز شده‌اند (شکل ۲).



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی استان خراسان رضوی (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰۰ ایران [۱]) که در آن منطقه معدنی سنگان در جنوب‌شرقی استان خراسان رضوی واقع است. در این نقشه تنها واحدهای آتشفشانی-نفوذی نشان داده شده‌اند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.9.9]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.125]



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه معدنی سنگان بر اساس نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ تایباد [۲]. جایگاه کانسارهای مختلف در روند غربی-شرقی نشان داده شده است.

در مرز گرانیت سرنوسر (به سن ۳۹ میلیون سال، [۱۳،۴]) با سنگ‌های کربناتی، دگرگونی مجاورتی از نوع اسکارن و سیلیکات آهکی هورنفلس (اسکارنوئید) رخ داده است و سنگ‌های کربناتی منطقه اغلب به اسکارن و مرمر دگرگون شده‌اند [۵]. پهنه‌های اسکارنی در سراسر منطقه سنگان رخنمون دارند و از غرب تا شرق دارای ترکیب متفاوتی هستند. مهمترین پهنه‌های اسکارنی شامل گارنت اسکارن، پیروکسن اسکارن، فلوگوپیت اسکارن، اکتینولیت اسکارن و کلریت اسکارن هستند. کانی‌سازی دردوی در بخش مرکزی منطقه معدنی سنگان واقع است که پهنه‌های اسکارنی پیشرونده مثل پیروکسن اسکارن، پیروکسن-گارنت اسکارن و گارنت اسکارن و پهنه‌های اسکارنی پسرونده بیشتر شامل کانی‌های کلریت، اپیدوت، فلوگوپیت و اکتینولیت در آن دیده می‌شود [۱۴]. کانی‌سازی مگنتیت در سنگ‌آهک منیزیم‌دار با ساخت و بافت-های توده‌ای، عدسی‌شکل، پراکنده، پرکننده فضای خالی، پورفیروبلاستیک و کاتاکلاستیک تشکیل شده است. تأثیر دگرنهادی و دگرگونی مجاورتی در تماس با گرانیت سرنوسر قابل مشاهده است. کانسار اسکارن دردوی دارای کانی‌شناسی پیچیده‌ای بوده و از سیلیکات‌های گارنت، کلینوپیروکسن، اسکاپولیت، هورنبلند، اپیدوت، اکتینولیت-ترمولیت، کلریت، کوارتز، فلدسپار، زیرکن، مسکوویت، کانی‌های رسی، کانه‌های سولفیدی مانند پیریت، پیروتیت، کالکوپیریت، مارکاسیت، اکسید و هیدروکسیدهای مگنتیت، هماتیت، گوتیت، لیمونیت و کربنات‌های کلسیت، دولومیت و سیدریت تشکیل شده است. کانی‌سازی و شیمی کانی‌های سیلیکاتی به تفصیل توسط قاسمی سیانی و مهرابی [۱۴] بررسی شده است.

روش بررسی

بررسی‌های میکروسکوپی روی ۶۰ مقطع نازک صیقلی و نازک از پهنه‌های اسکارن پیشرونده و پسرونده کانسار اسکارنی دردوی در دانشگاه خوارزمی و مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران انجام شد. بررسی‌های تکمیلی‌تر بر نقاط مشخص شده در مرحله بررسی میکروسکوپی، با میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) مدل FEI Quanta 650 FEG-ESEM در دانشگاه لیدز انگلیس انجام شد. نقاط مشخص‌شده در بررسی SEM، به روش ریزپردازش الکترونی (EPMA) در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به‌وسیله دستگاه مدل CAMECA SX 100 و دانشگاه لیدز انگلیس با دستگاه مدلJEOL JXA8230 با شرایط ۲۰ کیلو ولت و ۲۰ نانوآمپر و با قطر پرتو یک تا ۵ میکرون تجزیه شدند.

بررسی‌های صحرایی و کانی‌شناسی پهنه‌های اسکارنی

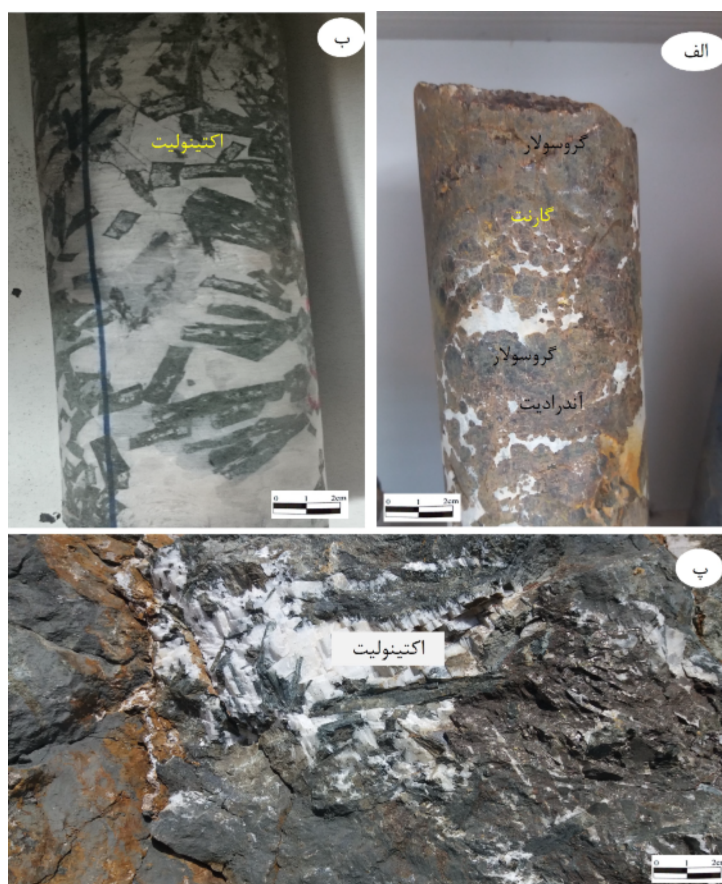
پهنه‌های اسکارنی در کانسار دردوی به صورت درون‌اسکارن و برون‌اسکارن گسترش خوبی دارند. پهنه‌های اسکارنی با تغییرات کانی‌شناسی و رنگ سبز تا خاکستری تیره و قهوای قابل تشخیص بوده و اغلب دارای ساخت توده‌ای هستند. کانی-های سیلیکات آهکی آبدار و بدون آب همراه با کانی‌های اکسیدی و سولفیدی تشکیل دهنده پهنه‌های اسکارنی در

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.9.9]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.125]

دردوی هستند. پهنه درون‌اسکارن با ضخامت یک تا ۱۰ متر درون توده نفوذی سرنوسر رخ داده و براساس کانی‌شناسی و رنگ قابل شناسایی است (شکل ۳ الف). پهنه برون‌اسکارن بسیار گسترده‌تر است و پهنه‌بندی مشخصی را نشان می‌دهد. پهنه اسکارنی پیشرونده از زیر پهنه‌های کلینوپیروکسن اسکارن و گارنت اسکارن تشکیل شده است که به ترتیب بارنگ سبز و قهوه‌ای قابل تشخیص‌اند (شکل‌های ۳ ب و پ). پهنه اسکارنی پیشرونده درست در مرز توده سینوگرانیتی پورفیری سرنوسر تشکیل شده است و ضخامت آن در مواردی به ۱۵ تا ۲۰ متر نیز می‌رسد (شکل ۳ پ). بلورهای درشت گارنت در نمونه‌های دستی پهنه گارنت اسکارن به رنگ‌های قهوه‌ای (آندرادیت) تا قهوه‌ای مایل به سبز (گروسولار) دیده می‌شوند (شکل‌های ۴ الف و ۵ الف). فراوانی آندرادیت بیشتر از گروسولار است. پهنه اسکارنی پسرونده در فاصله دورتر نسبت به توده نفوذی سرنوسر تشکیل شده و از پهنه اکتینولیت همراه با پیروتیت، پیریت و کانی‌های سولفیدی شامل مس با ضخامتی تا ۳۰ متر به رنگ سبز تا خاکستری در فاصله نزدیک‌تر و پهنه اسکارنی اپیدوت-کلریت-فلوگوپیت با رنگ سبز با ضخامت ۲۰ تا ۲۵ متر تشکیل شده است (شکل ۳ ت). اکتینولیت و به مقدار کمتر ترمولیت با بلورهایی تا ده سانتیمتر در پهنه‌های اسکارنی پسرونده دیده می‌شود (شکل‌های ۴ ب و پ). کلریت، اپیدوت و فلوگوپیت ریز تا درشت بلور رنگ سبز به این پهنه اسکارنی داده است (شکل‌های ۵ ب و پ). فراوانی فلوگوپیت با فاصله از توده نفوذی سرنوسر بیشتر شده، به‌طوری که در کانسار باغک به بیشترین مقدار خود رسیده است. در پهنه اسکارن پسرونده، اندازه بلورهای کلسیت درشت‌تر و از مقدار کلسیت کاسته شده است که در نتیجه کانی‌های سیلیکاتی آبدار مثل اپیدوت، کلریت و فلوگوپیت ریز بلور تشکیل شده‌اند.



شکل ۳ تصاویر صحرایی از پهنه‌های اسکارنی: الف) پهنه درون اسکارن در توده نفوذی سرنوسر (جهت دید به سمت شرق)، ب و پ) پهنه پیروکسن اسکارن و گارنت اسکارن در تماس با توده نفوذی سرنوسر (جهت دید به سمت شمال) و ت) پهنه برون اسکارن در نزدیکی سنگ‌آهک.



شکل ۴ الف) درشت‌بلورهای آندرادیت (قهوه‌ای رنگ) و گروسولار (سبزرنگ) در اسکارن پیشرونده (پهنه گارنت اسکارن)، ب و پ) درشت‌بلورهای خودشکل اکتینولیت در اسکارن پسرونده.



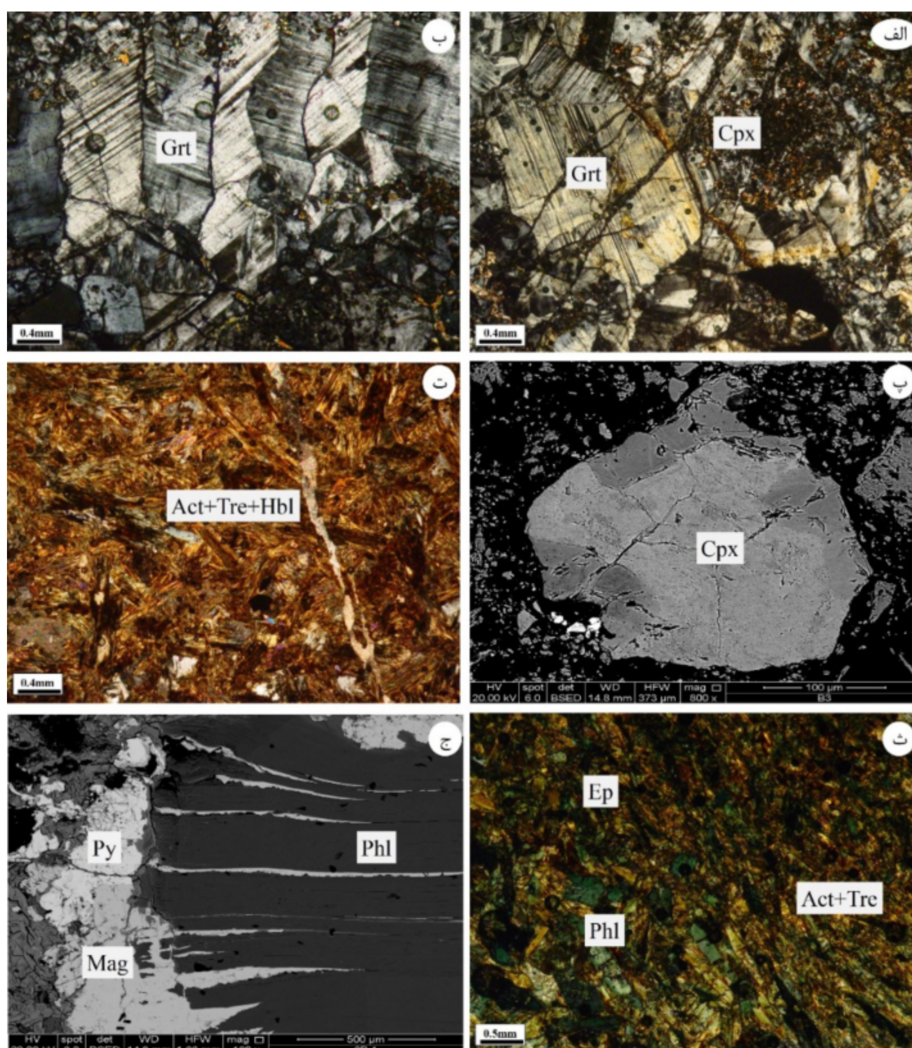
شکل ۵ الف) همبری پهنه پیروکسن اسکارن و گارنت اسکارن در اسکارن پیشرونده، ب) کلریت و اپیدوت و پ) فلوگوپیت در اسکارن پسرونده.

کانی‌شناسی و شیمی کانی‌های پهنه‌های اسکارنی به تفصیل توسط قاسمی سیانی و مهرابی [۱۴] بررسی شده و در این بخش به طور خلاصه بیان شده است. کانی‌های مگنتیت، گارنت، پلاژیوکلاز، کوارتز، ترمولیت-اکتینولیت، اپیدوت، کلریت و کلسیت کانی‌های تشکیل دهنده پهنه دروناسکارن و کلینوپیروکسن و گارنت مهمترین کانی‌های پهنه اسکارنی

پیشرونده هستند (شکل‌های ۶ الف و ب) [۲۹]. بلورهای درشت گارنت، دارای میانبارهایی از کلینوپیروکسن هستند که نشان می‌دهد که گارنت همزمان و پس از کلینوپیروکسن تشکیل شده است (شکل ۶ الف و پ). تشکیل کلینوپیروکسن پیش از گارنت در شواهد صحرایی نیز مشخص است و درست در مرز توده نفوذی پهنه کلینوپیروکسن با رنگ سبز قابل تشخیص است (شکل‌های ۴ ب و پ). مرحله پسرونده با کانی‌های اپیدوت، فلوگوپیت، ترمولیت-اکتینولیت، کوارتز، اسکاپولیت، هورنبلند و مقدار کم گارنت و کلینوپیروکسن شناخته شده است (شکل‌های ۶ ت تا ج). ترکیب آمفیبول‌ها در اسکارن دردوی در گستره‌ی اکتینولیت-ترمولیت، هورنبلند غنی از منیزیم، پارگازیت و هاستینگزیت غنی از منیزیم قرار دارند.

زمین‌دماسنجی

برای زمین‌دماسنجی پلاژیوکلاز-فلدسپار قلیایی (دوفلدسپار) از داده‌های ده تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی در پهنه درون‌اسکارن استفاده شد (جدول ۱). برای تعیین دمای تشکیل گرانیت از واسنجی‌های مراجع [۳۰-۳۲] استفاده شد که در گستره فشار کمتر از ۴ کیلوبار دمای تشکیل گرانیت سرنوسر حدود ۶۳۵ تا ۷۲۵ درجه سانتیگراد بدست آمد (جدول ۱).



شکل ۶ تصاویر میکروسکوپی نوری و الکترونی از کانی‌های سیلیکاتی آبدار و بدون آب اسکارن دردوی: الف) بلور گارنت (Grt) که بلور کلینوپیروکسن (Cpx) را در برگرفته و نشان می‌دهد که گارنت پس از پیروکسن تشکیل شده است (نور عبوری قطبی)، ب) بلورهای خودشکل گارنت در پهنه گارنت اسکارن (نور عبوری قطبی)، پ) بلور کلینوپیروکسن دارای پهنه‌بندی، ت و ث) کانی‌های اکتینولیت (Act)، فلوگوپیت (Phl)، ترمولیت (Tre)، اپیدوت (Ep) و هورنبلند (Hbl) در پهنه اسکارن پسرونده (نور عبوری قطبی) و ج) بلورهای خودشکل کشیده فلوگوپیت که همراه با مگنتیت (Mag) تشکیل شده‌اند. علایم اختصاری کانی‌ها بر گرفته از مرجع [۲۹] است.

جدول ۱ نتایج تجزیه ریزپردازشی الکترون پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی در پهنه درون‌اسکارن کانسار اسکارن دردوی (فرمول ساختاری بر اساس ۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است).

	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰
SiO_2	۶۴٫۷۲	۶۴٫۶۷	۶۵٫۰۹	۶۳٫۹۶	۶۴٫۹۳	۶۴٫۶۴	۶۶٫۰۳	۶۱٫۹۸	۶۴٫۷۴	۶۲٫۷۳
TiO_2	۰٫۰۲	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۱۶	۰٫۰۶	۰٫۱۵	۰٫۰۷	۰٫۱۵	۰٫۰۵	۰٫۱۹
Al_2O_3	۲۳٫۶۰	۱۹٫۲۰	۲۳٫۱۹	۱۹٫۳۷	۲۳٫۵۰	۱۹٫۵۸	۲۲٫۴۷	۱۹٫۵۹	۲۳٫۲۰	۱۹٫۴۶
Fe_2O_3	۰٫۰۹	۰٫۲۹	۰٫۳۵	۰٫۳۴	۰٫۲۸	۰٫۳۲	۰٫۴۹	۰٫۳۴	۰٫۱۲	۰٫۴۰
MnO	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
MgO	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۰
CaO	۰٫۳۶	۰٫۵۳	۰٫۰۷	۰٫۸۶	۰٫۰۸	۰٫۶۸	۰٫۱۲	۰٫۸۸	۰٫۲۰	۰٫۸۷
Na_2O	۱۰٫۳۰	۴٫۷۸	۱۰٫۰۰	۵٫۰۱	۹٫۸۴	۴٫۵۶	۹٫۶۷	۴٫۶۹	۱۰٫۰۰	۵٫۱۵
K_2O	۰٫۳۸	۱۰٫۱۵	۰٫۳۸	۹٫۵۶	۰٫۴۵	۹٫۱۵	۰٫۳۷	۱۱٫۶۴	۰٫۳۳	۱۰٫۲۰
مجموع	۹۹٫۴۸	۹۹٫۷۴	۹۹٫۲۰	۹۹٫۲۸	۹۹٫۲۸	۹۹٫۱۱	۹۹٫۲۰	۹۹٫۲۹	۹۸٫۶۷	۹۹٫۰۰
Si	۲٫۷۱	۲٫۹۵	۲٫۷۸	۲٫۹۳	۲٫۷۵	۲٫۹۴	۲٫۸۱	۲٫۹۱	۲٫۷۴	۲٫۹۴
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۱٫۳۸	۱٫۰۳	۱٫۳۶	۱٫۰۴	۱٫۳۷	۱٫۰۵	۱٫۳۳	۱٫۰۸	۱٫۳۶	۱٫۰۴
Fe^{3+}	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۴
Na	۰٫۹۰	۰٫۴۲	۰٫۶۹	۰٫۴۴	۰٫۷۸	۰٫۴۰	۰٫۶۲	۰٫۴۲	۰٫۸۶	۰٫۴۵
K	۰٫۰۲	۰٫۵۵	۰٫۰۲	۰٫۵۱	۰٫۰۲	۰٫۵۲	۰٫۰۲	۰٫۵۱	۰٫۰۲	۰٫۴۶
XAn	۰٫۰۱۹	۰٫۰۲۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۴۰	۰٫۰۰۴	۰٫۰۳۴	۰٫۰۰۷	۰٫۰۳۸	۰٫۰۱۱	۰٫۰۳۹
XAb	۰٫۹۵۸	۰٫۴۰۷	۰٫۹۷۲	۰٫۴۲۵	۰٫۹۶۷	۰٫۴۱۶	۰٫۹۶۹	۰٫۳۶۵	۰٫۹۶۸	۰٫۴۱۷
XOr	۰٫۰۲۳	۰٫۵۶۸	۰٫۰۲۴	۰٫۵۳۴	۰٫۰۲۹	۰٫۵۵۰	۰٫۰۲۹	۰٫۵۹۷	۰٫۰۲۱	۰٫۵۴۴
فشار(Kbar)	دما براساس مرجع [۳۰]									
1	۷۰۷		۶۹۹		۷۰۲		۶۸۷		۷۰۲	
2	۷۱۳		۷۰۵		۷۰۸		۶۹۲		۷۰۸	
3	۷۱۹		۷۱۱		۷۱۳		۶۹۸		۷۱۴	
4	۷۲۵		۷۱۶		۷۱۹		۷۰۴		۷۲۰	
	دما براساس مرجع [۳۱]									
1	۶۷۳		۶۶۸		۶۶۹		۶۵۴		۶۶۹	
2	۶۷۹		۶۷۴		۶۷۵		۶۶۱		۶۷۵	
3	۶۸۴		۶۸۰		۶۸۲		۶۶۸		۶۸۱	
4	۶۹۰		۶۸۷		۶۸۸		۶۷۴		۶۸۷	
	دما براساس مرجع [۳۲]									
1	۶۴۲		۶۳۵		۶۵۴		۶۴۸		۶۶۰	
2	۶۵۱		۶۴۰		۶۶۱		۶۵۲		۶۶۸	
3	۶۶۰		۶۵۰		۶۷۲		۶۶۱		۶۷۵	
4	۶۶۸		۶۵۷		۶۸۵		۶۷۲		۶۹۰	

نتایج ده تجزیه نقطه‌ای از گارنت و کلینوپیروکسن‌های برگزیده در جدول‌های ۲ و ۳ ارائه شده است. زمین‌دماسنجی بر پایه زوج کانی گارنت-کلینوپیروکسن بر اساس تبادل Fe-Mg بین گارنت و کلینوپیروکسن بوده زیرا ضریب انتشار (Kd) بین گارنت و کلینوپیروکسن تابعی از دماست. واسنجی‌های مختلفی برای تعیین دما ارائه شده است [۳۳-۴۸]. آن‌ها بیشتر برای سنگ‌های اکلوژیت و فرامافیک کاربرد دارند و در اسکارن‌ها با توجه به مقدار کلسیم بالا، باید با احتیاط استفاده شوند. از آنجا که، اساس بیشتر واسنجی‌ها مقدار Fe^{2+} بوده و در نمونه‌های گارنت مورد بررسی مقدار Fe^{3+} بالاست، بیشتر آن‌ها به-

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.9.9]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.125]

ویژه واسنجی ارایه شده در مراجع [۴۱-۴۲] قابل استفاده نیستند، چراکه دمای کمتری را نشان می‌دهد. واسنجی استفاده شده در مرجع [۳۸] برای سنگ‌هایی با دماهای بالا استفاده می‌شود که در این پروژهش از آن استفاده نشد زیرا دماهای قابل قبولی را به دست نمی‌دهد. واسنجی استفاده شده در مرجع [۴۸] برای سنگ‌های فرامافیک با گارنت‌هایی با مقدار منیزیوم بالا و کلینوپیروکسن‌های فقیر از سدیم و آلومینیوم کاربرد دارد. همچنین واسنجی استفاده شده در مرجع [۴۴] برای کلینوپیروکسن‌های با مقدار بسیار کم Al استفاده می‌شود. استفاده از این واسنجی‌ها برای منطقه مورد بررسی دماهای کمتری را نشان می‌دهد (۲۰۰ تا ۳۹۰ درجه سانتیگراد)، زیرا مقدار آلومینوم در کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی تا ۲/۴۱ درصد نیز می‌رسد و مقدار منیزیوم هم در گارنت بالاست. واسنجی ارائه شده در مراجع [۴۷،۴۵] برای سنگ‌های گرانولیت و آمفیبولیت استفاده می‌شود که مقدار XGrs آن برابر با ۰/۲ باشد، در حالی‌که این مقدار در نمونه‌های مورد بررسی بیش از ۰/۲ است (تقریباً ۰/۵ تا ۰/۷). بنابراین این واسنجی نیز داده‌های غیرقابل قبولی را ارائه می‌دهد. با توجه به مقدار بالای کلسیم در اسکارن، باید از واسنجی‌هایی استفاده شود که در مقادیر بالای کلسیم نیز دماهای منطقی‌تری را به دست می‌دهند. بر این اساس، واسنجی استفاده شده در مراجع [۳۳-۴۱،۳۹،۳۶] که برای سنگ‌های اکلوژیتی با مقدار گارنت با کلسیم بالا (گروسولار بیشتر) استفاده شده است، داده‌های قابل قبول‌تری را ارائه می‌دهد. واسنجی استفاده شده در مراجع [۳۴، ۳۹] برای نمونه‌های مورد بررسی، احتمالاً به دلیل وجود مقادیر آلومینیوم بالاتر در کلینوپیروکسن‌ها، دماهای کمتری را نشان می‌دهد. بنابراین در این پژوهش از واسنجی‌های مراجع [۳۳-۳۷] استفاده شد (جدول ۴) که نتایج قابل قبولی دارند. با توجه به جدول ۴، دماهای بدست آمده برای پهنه پیشرونده گارنت-پیروکسن اسکارن در فشارهای ۱ تا ۴ کیلوبار که فشارهای منطقی برای دگرگونی مجاورتی عامل تشکیل پهنه‌های اسکارنی هستند، حدود ۳۰۰ تا ۵۰۵ درجه سانتیگراد بدست آمد.

جدول ۲ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترون کانی پیروکسن (فرمول ساختاری بر اساس ۲۴ اتم اکسیژن) در کانسار اسکارن دردوی.

	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰
SiO_2	۵۲/۳۶	۵۲/۴۸	۵۰/۴۸	۵۳/۴۱	۵۲/۷۴	۵۳/۴۹	۵۳/۴۷	۵۱/۰۱	۵۲/۹۱	۵۳/۹۴
TiO_2	۰/۳۱	۰/۰۵	۰/۸۶	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۰۴	۰/۳۱	۰/۷۱	۰/۰۲	۰/۰۶
Al_2O_3	۲/۴۱	۰/۶۵	۱/۸۰	۰/۸۱	۰/۸۹	۰/۷۹	۱/۳۸	۱/۵۲	۰/۳۴	۰/۷۳
Cr_2O_3	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰
Fe_2O_3	۲/۵۳	۱/۴۳	۲/۶۱	۱/۴۱	۱/۵۷	۱/۳۳	۱/۲۹	۲/۵۲	۰/۶۵	۱/۰۲
FeO	۱/۳۰	۵/۵۹	۸/۷۷	۳/۴۴	۴/۰۷	۳/۷۵	۱/۴۰	۸/۳۹	۷/۲۷	۴/۶۴
MnO	۰/۱۱	۰/۲۵	۰/۵۵	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۰۷	۰/۲۴	۰/۵۲	۰/۴۱	۰/۲۱
MgO	۱۶/۷۳	۱۳/۹۸	۱۲/۴۸	۱۵/۷۷	۱۴/۹۶	۱۵/۳۶	۱۶/۷۴	۱۲/۹۴	۱۳/۷۶	۱۶/۷۸
CaO	۲۴/۴۸	۲۴/۸۸	۲۱/۴۳	۲۴/۹۸	۲۴/۹۲	۲۵/۱۹	۲۵/۴۶	۲۱/۰۲	۲۴/۷۳	۲۲/۶۰
Na_2O	۰/۰۰	۰/۲۰	۰/۵۹	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۰۲	۰/۶۰	۰/۰۸	۰/۰۰
مجموع	۱۰۰/۲۳	۹۹/۵۴	۹۹/۵۷	۱۰۰/۲۰	۹۹/۵۳	۱۰۰/۱۶	۱۰۰/۳۱	۹۹/۲۳	۱۰۰/۲۰	۹۹/۹۸
Si	۱/۹۱	۱/۹۶	۱/۹۱	۱/۹۶	۱/۹۵	۱/۹۶	۱/۹۴	۱/۹۳	۱/۹۷	۱/۹۶
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰
Al	۰/۱۰	۰/۰۲	۰/۰۸	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۳
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe^{3+}	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۲
Fe^{2+}	۰/۰۶	۰/۱۷	۰/۲۷	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۰۴	۰/۲۶	۰/۲۲	۰/۰۵
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰
Mg	۰/۹۱	۰/۷۸	۰/۷۰	۰/۸۶	۰/۸۲	۰/۸۴	۰/۹۰	۰/۷۳	۰/۷۶	۰/۹۱
Ca	۰/۹۸	۰/۹۹	۰/۸۷	۰/۹۸	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۸۵	۰/۹۸	۱/۰۰
Na	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰
ژوهانسنیت	۰/۳۵	۰/۷۹	۱/۶۴	۰/۴۶	۰/۴۴	۰/۲۲	۰/۷۴	۰/۲۵	۱/۲۷	۰/۶۵
دیوپسید	۹۳/۰۲	۷۷/۷۵	۶۵/۵۸	۸۵/۲۶	۸۲/۵۸	۸۴/۵۱	۹۱/۴۱	۹۲/۷۸	۷۴/۷۹	۹۱/۵۲
هدنبرگیت	۶/۶۳	۲۱/۴۶	۳۲/۷۸	۱۴/۲۸	۱۶/۹۸	۱۵/۲۷	۷/۸۴	۶/۹۷	۲۳/۹۵	۷/۸۳
XFe	۰/۰۳۶	۰/۱۱۰	۰/۱۸۶	۰/۰۷۵	۰/۰۸۸	۰/۰۷۸	۰/۰۴۱	۰/۱۷۹	۰/۱۲۴	۰/۰۴۱
XMg	۰/۴۶۰	۰/۳۹۰	۰/۳۶۴	۰/۴۳۳	۰/۴۱۵	۰/۴۲۳	۰/۴۵۸	۰/۳۷۹	۰/۳۸۲	۰/۴۵۸
XCa	۰/۵۰۴	۰/۵۰۰	۰/۴۵۰	۰/۴۹۳	۰/۴۹۷	۰/۴۹۹	۰/۵۰۱	۰/۴۴۲	۰/۴۹۴	۰/۵۰۲

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.9.9]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.125]

جدول ۳ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی مایکروپروب کانی گارنت (فرمول ساختاری بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن) در کانسار اسکارن دردوی.

	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰
SiO_2	۳۶٫۹۹	۳۷٫۱۶	۳۷٫۴۹	۳۷٫۰۲	۳۷٫۶۰	۳۷٫۴۵	۳۶٫۶۶	۳۷٫۹۴	۳۶٫۸۵	۳۶٫۴۷
TiO_2	۰٫۴۰	۰٫۵۸	۰٫۱۸	۰٫۲۷	۰٫۴۴	۰٫۳۲	۰٫۰۵	۱٫۷۵	۰٫۸۶	۰٫۶۳
Al_2O_3	۹٫۰۱	۱۱٫۰۶	۹٫۳۴	۸٫۴۹	۱۰٫۸۳	۱۱٫۹۴	۸٫۲۱	۱۳٫۹۲	۸٫۵۸	۹٫۰۳
Cr_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe_2O_3	۱۸٫۷۸	۱۵٫۵۱	۱۸٫۳۳	۱۹٫۴۹	۱۶٫۲۶	۱۴٫۱۶	۱۹٫۷۴	۱۱٫۶۸	۱۹٫۳۲	۱۸٫۹۰
FeO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
MnO	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۳۹	۰٫۵۰
MgO	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۲۰	۰٫۱۰	۰٫۰۵	۰٫۲۹	۰٫۴۱
CaO	۳۴٫۶۶	۳۵٫۲۶	۳۵٫۰۳	۳۴٫۹۸	۳۵٫۰۱	۳۵٫۵۸	۳۴٫۹۶	۳۴٫۴۹	۳۴٫۲۶	۳۴٫۰۱
Na_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۱۰۰٫۰۳	۹۹٫۸۰	۱۰۰٫۴۷	۱۰۰٫۴۷	۱۰۰٫۳۸	۹۹٫۷۰	۹۹٫۷۳	۹۹٫۸۸	۱۰۰٫۵۵	۹۹٫۹۵
Si	۲٫۹۷	۲٫۹۶	۲٫۹۹	۲٫۹۷	۲٫۹۸	۲٫۹۷	۲٫۹۷	۲٫۹۴	۲٫۹۵	۲٫۹۵
Ti	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۲۰	۰٫۰۵	۰٫۰۳
Al	۰٫۸۵	۱٫۰۴	۰٫۸۸	۰٫۸۰	۱٫۰۱	۱٫۱۱	۰٫۷۸	۰٫۹۶	۰٫۰۴	۰٫۰۵
Fe^{3+}	۱٫۱۳	۰٫۹۳	۱٫۱۰	۱٫۱۸	۰٫۹۷	۰٫۸۴	۱٫۲۰	۱٫۳۲	۱٫۱۶	۱٫۱۵
Fe^{2+}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۲۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۳
Mg	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۴
Ca	۲٫۹۸	۳٫۰۱	۳٫۰۰	۳٫۰۱	۲٫۹۷	۳٫۰۳	۳٫۰۴	۳٫۷۸	۲٫۹۴	۲٫۹۱
Na	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
آندرادیت	۵۷٫۳۲	۴۷٫۲۳	۵۵٫۶۳	۵۹٫۴۴	۴۸٫۹۴	۴۳٫۰۸	۶۰٫۷۶	۳۵٫۶۴	۶۰٫۲	۵۸٫۶
گروسولار	۴۲٫۰۶	۵۱٫۹۸	۴۴٫۰۴	۳۹٫۹۵	۵۰٫۴۹	۵۶٫۰۱	۳۸٫۸۳	۶۳٫۵۸	۳۹٫۰۰	۴۰٫۱
پیروپ	۰٫۴۷	۰٫۵۸	۰٫۲۴	۰٫۳۰	۰٫۲۷	۰٫۸۰	۰٫۴۱	۰٫۲۴	۰٫۵	۰٫۶
آلماندین	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۳
سپسارتین	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۰۹	۰٫۳۰	۰٫۳۰	۰٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۵۲	۰٫۴	۰٫۵
اوواروتیت	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
XFe	۰٫۲۹۶	۰٫۲۵۵	۰٫۲۸۹	۰٫۳۰۲	۰٫۲۶۶	۰٫۲۳۶	۰٫۳۰۵	۰٫۲۰۹	۰٫۳۰۳	۰٫۳۰۳
XMg	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۸
XCa	۰٫۷۰۰	۰٫۷۴۱	۰٫۷۰۹	۰٫۶۹۶	۰٫۷۳۲	۰٫۷۵۸	۰٫۶۹۲	۰٫۷۹۰	۰٫۶۸۹	۰٫۶۸۹

جدول ۴ دماهای بدست آمده بر حسب درجه سانتیگراد از زمین‌دماسنجی زوج کانی‌های گارنت-کلینوپیروکسن در فشارهای یک تا ۴ کیلوبار بر اساس واسنجی‌های ارائه شده در مراجع [۳۳-۳۷].

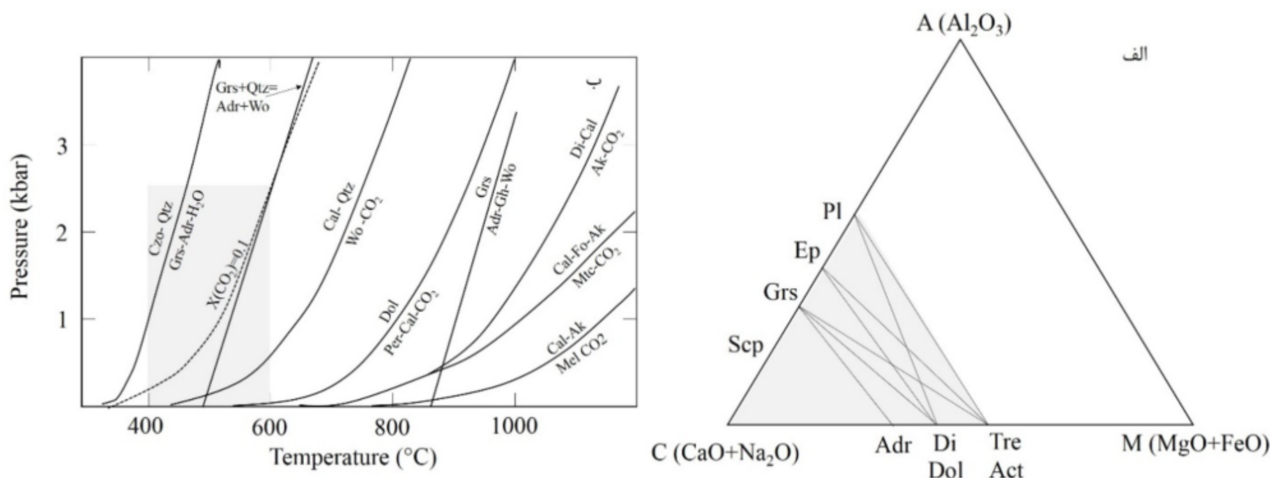
	فشار(Kbar)	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰
Kd		۶۸۳٫۶۱	۳۳۵٫۰۳	۹۰۵٫۳۲	۶۱۷٫۲۷	۲۱۴٫۰۷	۱۲۲۸٫۴۳	۲۲۷٫۰۶	۱۱۵٫۵۹	۱۳۶٫۶۶	۲۲۰٫۶۲
[۳۳]	1	۳۸۵	۴۷۲	۴۲۵	۳۴۰	۳۸۰	۴۸۰	۳۴۰	۴۶۰	۵۰۰	۵۰۰
	2	۳۸۷	۴۷۴	۴۲۶	۳۴۱	۳۸۱	۴۸۲	۳۴۱	۴۶۲	۵۰۲	۵۰۱
	3	۳۸۸	۴۷۵	۴۲۷	۳۴۳	۳۸۲	۴۸۳	۳۴۲	۴۶۴	۵۰۳	۵۰۳
	4	۳۸۹	۴۷۶	۴۲۸	۳۴۴	۳۸۴	۴۸۵	۳۴۵	۴۶۵	۵۰۵	۵۰۴
[۳۴]	1	۳۶۰	۴۷۰	۴۱۵	۳۲۵	۳۷۰	۴۸۵	۳۱۵	۴۲۶	۵۰۱	۵۰۰
	2	۳۶۱	۴۷۱	۴۱۶	۳۲۷	۳۷۱	۴۸۶	۳۱۷	۴۲۸	۵۰۲	۵۰۲
	3	۳۶۳	۴۷۳	۴۱۸	۳۲۸	۳۷۲	۴۸۷	۳۱۸	۴۲۹	۵۰۳	۵۰۳
	4	۳۶۵	۴۷۴	۴۲۰	۳۲۹	۳۷۴	۴۸۹	۳۲۰	۴۳۰	۵۰۴	۵۰۴
[۳۵]	1	۳۳۰	۴۲۵	۳۹۰	۳۱۸	۳۳۷	۴۳۵	۳۱۰	۴۰۰	۴۹۸	۴۹۰
	2	۳۳۱	۴۲۶	۳۹۲	۳۲۰	۳۳۸	۴۳۶	۳۱۲	۴۰۲	۵۰۰	۴۹۲
	3	۳۳۲	۴۲۷	۳۹۳	۳۲۲	۳۴۰	۴۳۸	۳۱۳	۴۰۳	۵۰۱	۴۹۳
	4	۳۳۴	۴۲۹	۳۹۴	۳۲۳	۳۴۱	۴۳۹	۳۱۴	۴۰۴	۵۰۲	۴۹۴
[۳۶]	1	۳۱۰	۴۰۰	۳۶۰	۳۰۰	۳۳۵	۴۱۵	۳۲۰	۳۷۵	۴۶۰	۴۸۰
	2	۳۱۱	۴۰۲	۳۶۲	۳۰۲	۳۳۷	۴۱۸	۳۲۱	۳۷۶	۴۶۲	۴۸۲
	3	۳۱۳	۴۰۴	۳۶۴	۳۰۴	۳۳۹	۴۲۰	۳۲۳	۳۷۷	۴۶۳	۴۸۴
	4	۳۱۵	۴۰۶	۳۶۶	۳۰۵	۳۴۱	۴۲۲	۳۲۵	۳۷۹	۴۶۴	۴۸۵
[۳۷]	1	۳۰۰	۳۶۷	۳۶۰	۳۱۰	۳۴۰	۴۱۰	۳۶۴	۴۲۰	۴۷۰	۴۳۰
	2	۳۰۱	۳۶۸	۳۶۱	۳۱۱	۳۴۱	۴۱۱	۳۶۵	۴۲۱	۴۷۱	۴۳۲
	3	۳۰۲	۳۶۹	۳۶۲	۳۱۲	۳۴۲	۴۱۲	۳۶۷	۴۲۳	۴۷۲	۴۳۴
	4	۳۰۳	۳۷۰	۳۶۴	۳۱۳	۳۴۴	۴۱۴	۳۶۸	۴۲۵	۴۷۳	۴۳۵

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.9.9]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.125]

کانی‌شناسی اسکارن‌ها پیچیده و شامل مجموعه کانی‌های سیلیکات آبدار و بدون آب هستند که در شرایط دمایی مختلفی تشکیل می‌شوند و می‌توان با توجه به فرآیندهای تشکیل آنها، شرایط دما و فشار در زمان تشکیل پهنه‌های اسکارنی را برآورد کرد. مجموعه کانی‌های تشکیل شده در پهنه‌های اسکارنی کانسار دردوی شامل گارنت، کلینوپیروکسن، اکتینولیت، کلریت، اپیدوت، هورنبلند، فلوگوپیت، اسکاپولیت، ترمولیت، آمفیبول، کلسیت، دولومیت، سیدریت هستند [۱۲] که در نمودار فازی ساده شده ACMS-CH یا ACM [۴۶] نشان داده شده است (شکل ۷ الف). در این نمودار، مجموعه کانی‌های تشکیل شده نزدیک به قطب C قرار دارند و کلریت و فلوگوپیت نزدیک قطب M هستند (نشان داده نشده). تعادل‌های فازی کانی‌های موجود در اسکارن‌ها در شرایط دما و فشارهای گوناگون توسط بومن [۴۹] ارائه شده است (شکل ۷ ب). به اعتقاد ارنست [۵۰]، بیشترین دما در دگرگونی‌های مجاورتی و تشکیل اسکارن‌های مربوط به آن کمتر از ۶۵۰ درجه سانتیگراد است. همچنین برخی پژوهشگران [۵۲،۵۱] دماهای بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد را برای تشکیل اسکارن‌ها پیشنهاد می‌کنند. از طرفی، بررسی‌های تجربی تایید کرده که دمای تشکیل برای گارنت آندرادیت-گروسولار و پیروکسن در گستره دماهای بین ۲۲۵ و ۹۵۰ درجه سانتیگراد است [۵۳]. مقادیر XCO_2 می‌تواند بر شرایط دما و فشار پایداری کانی‌ها موثر باشد، به‌طوری‌که دمای پایداری کانی‌ها با افزایش مقدار XCO_2 کاهش می‌یابد. اگر ولاستونیت در اسکارن تشکیل شود، نشان‌دهنده شرایط دمایی بالا و یا مقادیر کم XCO_2 است. با توجه به اینکه در اسکارن دردوی، ولاستونیت تشکیل نشده است، می‌توان گفت که کلسیم موجود برای تشکیل گروسولار استفاده شده است. با در نظر گرفتن نبود ولاستونیت، فراوانی کانی‌های گروسولار-آندرادیت و با توجه به مجموعه کانی‌های تشکیل شده در اسکارن دردوی (شکل ۷ ب)، می‌توان گفت که اسکارن دردوی در دمایی بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد و فشار تا ۲٫۵ کیلوبار تشکیل شده است.

در پهنه پسرونده، کانی‌های سیلیکات آبدار با کاهش دمای اسکارن‌ها تشکیل می‌شوند. کلریت و آمفیبول‌های نوع کلسیمی زمین‌دماسنج‌های مناسبی برای پهنه‌های پسرونده کانسارهای اسکارن هستند. آمفیبول‌های پهنه پسرونده اسکارن دردوی نیز از نوع کلسیمی بوده [۱۲] و به تغییرات دما و فشار حساس‌اند و به عنوان زمین‌دماسنج بکار می‌روند [۵۵،۵۴]. دمای بدست آمده بر اساس زمین‌دماسنج آمفیبول کلسیمی ارائه شده در مرجع [۵۶]، ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتیگراد است.



شکل ۷ الف) نمایش مجموعه کانی‌های پهنه‌های اسکارنی دردوی و روابط بین آنها در نمودار ACM [۴۶] که در آن CO_2، H_2O Qtz به صورت فاز اضافی در نظر گرفته شده است و ب) نمودار دما-فشار در سیستم‌های اسکارنی که در آن تنوعی از تعادل‌های فازی پایدار در شرایط دما و فشارهای مختلف نشان داده شده است [۴۷]. با توجه به شکل و مجموعه کانی‌های تشکیل شده و نبود ولاستونیت، می‌توان گفت که پهنه‌های اسکارنی در دمایی بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد و فشار تا ۲٫۵ کیلوبار تشکیل شده‌اند. (Czo) کلینوزوئیزیت، (Qtz) کوارتز، (Grs) گروسولار، (Adr) آندرادیت، (Wo) ولاستونیت، (Cal) کلسیت، (Dol) دولومیت، (Di) دیوپسید، (Gh) ژهلنیت، (Ak) آکرمانیت، (Fo) فورستریت، (Mtc) مونتی سیلیت، (Mel) ملیلیت، (علایم اختصاری کانی‌ها بر گرفته از مرجع [۲۹]).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.9.9]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.125]

فرمول کلی کلریت به صورت $(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn, Al)_6$ $((Si, Al)_4 O_{10})(OH)_8$ است. اساس روش زمین دماسنجی کلریت وجود ارتباط مستقیم بین آلومینیم در جایگاه چاروجهی (Al^{IV}) با تغییرات دماست. بنابراین، قطب غنی از آلومینیم در محلول جامد کلریت می‌تواند به عنوان یک دماسنج استفاده شود [۵۸،۵۷]. نمودار دیگری برای تغییرات شیمیایی در کلریت [۵۹] بر اساس تغییرات مقدار آهن و منیزیم (Fe/Fe+Mg) ارائه شده که تابع تغییرات دماست. واسنجی تجربی آن در گستره دمایی ۱۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتیگراد معتبر است، هرچند در دماهای بالاتر و پایین‌تر نیز، دماهای قابل قبولی را به دست می‌دهد. یک زمین‌دماسنج دیگر نیز برای کلریت ارائه شده [۶۰] که اساس آن تصحیحات واسنجی ارائه شده در مرجع [۵۸] و بر این اساس است که کلریت در محیط‌های غنی از آلومینیوم تشکیل می‌شود. نتایج تجزیه نقطه‌ای کلریت در جدول ۵ ارائه شده و بر اساس آن دماهای بدست آمده از سه واسنجی مراجع [۵۸-۶۰]، در گستره دمایی ۲۰۰ تا ۲۹۰ درجه سانتیگراد است.

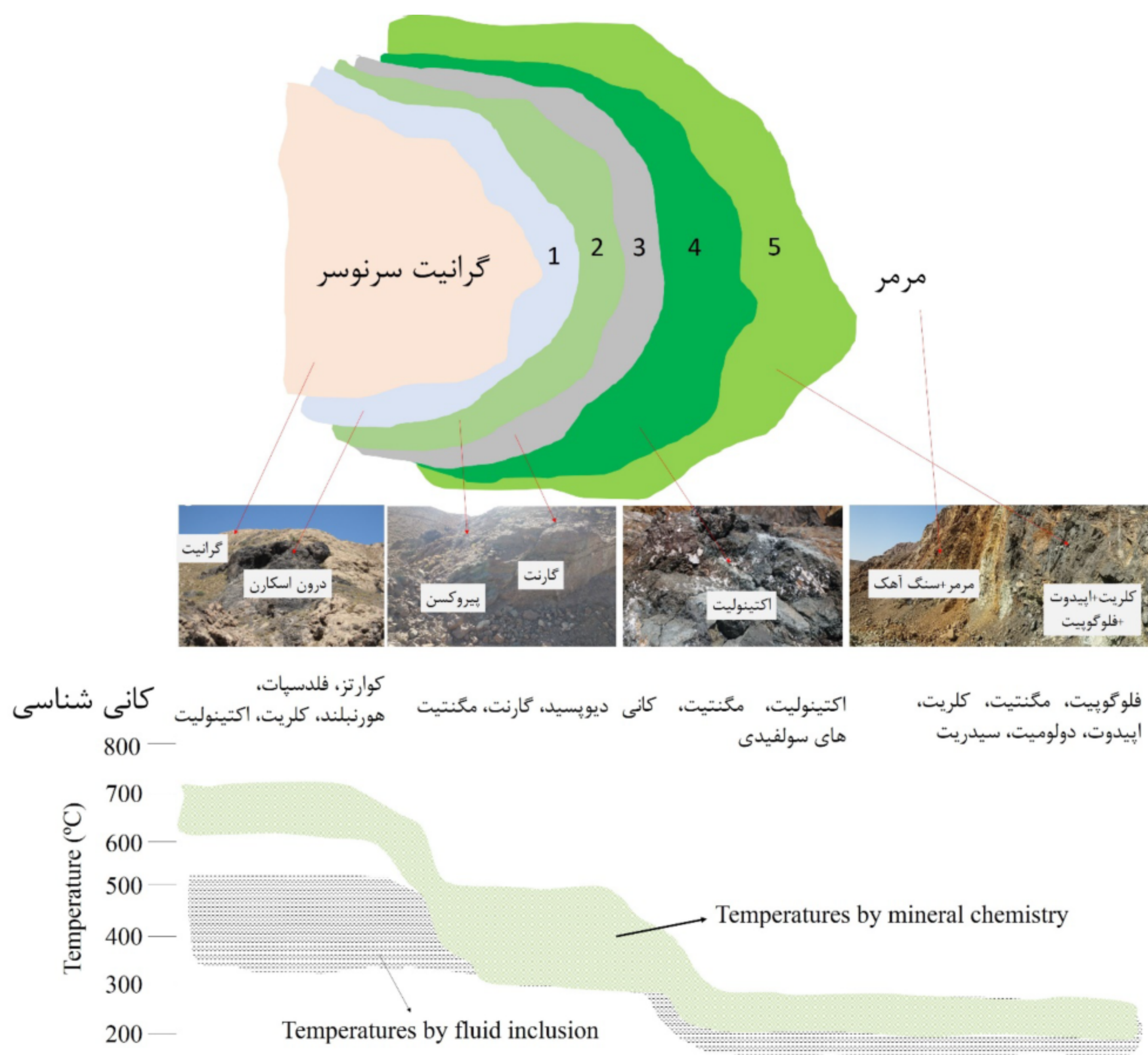
بحث

تعیین دمای اسکارن‌ها بر اساس بررسی میانبارهای سیال به دلیل نبود کانی مناسب و ریزبودن میانبارهای سیال بسیار مشکل است. اسکارن دردوی به دلیل وجود بلورهای درشت گارنت و همچنین کوارتز و رگه‌های سیلیسی شرایط مناسبی برای بررسی میانبارهای سیال دارد که نتایج آن در مرجع [۱۳] آورده شده است. هدف از این پژوهش، بررسی اصولی پهنه‌های اسکارنی اسکارن دردوی به منظور تعیین شرایط دمای تشکیل پهنه‌های اسکارنی بر اساس زمین‌دماسنج‌های کانی‌های سیلیکاتی و تطابق با داده‌های میانبارهای سیال است. طرحواره‌ای از پهنه‌های اسکارنی کانسار دردوی و دماهای بدست آمده از آن در شکل ۸ نشان داده شده است. اسکارنی شدن براساس مرجع [۱۳] شامل چند مرحله است که در هر مرحله دمای تشکیل بر اساس زمین‌دماسنجی کانی‌ها و میانبارهای سیال محاسبه شده است. مرحله نخست شامل نفوذ توده گرانیتی سرنوسر در سنگ میزبان کربناتی و شیلی با دمای ۳۲۰ تا ۵۲۰ درجه سانتیگراد و فشار تقریبی ۱ تا ۲ کیلوبار و ایجاد هاله دگرگونی مجاورتی در سنگ‌های اطراف است که اثر گرمایی ناشی از آن سبب دگرگونی ایزوشیمیایی و دگرسانی دگرنهادی در سنگ میزبان و سرانجام سبب تشکیل مرمرهای کلسیتی و اسکارنوئید هورنفلسی شده است [۱۳].

جدول ۵ نتایج تجزیه ریزپردازش‌الکترونی کانی کلریت در کانساراسکارن دردوی (فرمول ساختاری بر اساس ۱۲٫۵ اتم اکسیژن محاسبه شده است).

	Chl1	Chl2	Chl3
SiO_2	۲۷٫۲۸	۲۶٫۸۴	۲۷٫۲۱
Al_2O_3	۱۷٫۵۰	۱۷٫۸۰	۱۷٫۵۸
Cr_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱
FeO_T	۲۱٫۸۰	۲۴٫۲۶	۲۱٫۷۵
MnO	۳٫۱۳	۴٫۱۳	۳٫۱۳
MgO	۱۷٫۴۰	۱۵٫۱۹	۱۷٫۳۹
CaO	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۰۱
Na_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
K_2O	۰٫۰۰	۰٫۱۶	۰٫۰۵
مجموع	۸۷٫۱۹	۸۸٫۴۲	۸۷٫۱۳
Si	۲٫۵۷۵	۲٫۵۴۷	۲٫۵۷۰
Al(IV)	۱٫۰۲۸	۰٫۹۹۹	۱٫۱۵۰
Al(VI)	۰٫۹۲۸	۱٫۰۰۰	۰٫۸۰۸
Fe^{2+}	۱٫۷۲۱	۱٫۹۲۵	۱٫۷۱۸
Cr	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱
Mn	۰٫۲۵۰	۰٫۳۳۲	۰٫۲۵۰
Mg	۲٫۴۴۸	۲٫۱۴۸	۲٫۴۴۸
Ca	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۱
Na	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰
K	۰٫۰۰۰	۰٫۰۱۷	۰٫۰۰۶
Fe/(Fe+Mg)	۰٫۴۱۳	۰٫۴۷۲	۰٫۴۱۲
Cathelineau (1988)	۲۸۰	۲۷۰	۲۹۵
Jowett (1991)	۲۸۰	۲۶۰	۲۹۰
Kranidiotis and MacLean (1987)	۲۰۰	۲۰۰	۲۱۰

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.9.9]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.125]



شکل ۸ طرحواره بدون مقیاس از پهنه‌های اسکارنی پیرامون گرانیت سرنوسر همراه با کانی‌شناسی غالب در هر پهنه و دماهای بدست آمده بر اساس ترکیب شیمیایی کانی‌ها و میانبارهای سیال که روند کاهش دما از درون‌اسکارن، پهنه پیشرونده به سمت پهنه پسرونده مشخص است.

دمای تشکیل درون‌اسکارن بر اساس زمین‌دماسنجی پلاژیوکلاز-فلدسپار قلیایی حدود ۶۳۵ تا ۷۲۵ درجه سانتیگراد برآورد شد که بیشتر از دماهای بدست آمده از میانبارهای سیال است (۳۲۰ تا ۵۲۰ درجه سانتیگراد). این اختلاف می‌تواند دو دلیل داشته باشد. یکی اینکه اگر داده‌های میانبارهای سیال مربوط به کوارتزهای گرمابی ثانویه ناشی از توده گرانیتی باشند، زمین‌دماسنج دوفلدسپار دمای توده گرانیتی را نشان می‌دهد. از طرف دیگر، به اعتقاد پاول و همکارش [۶۱] مقدار مول کلسیم در فلدسپار قلیایی باعث بالا رفتن دماهای بدست آمده از زمین‌دماسنج‌های دوفلدسپار می‌شود. در اسکارن دردوی، به دلیل فراوانی مول کلسیم در پهنه‌های اسکارنی و تشکیل بیشتر کانی‌ها نزدیک به قطب کلسیم‌دار (شکل ۷ ب)، و همچنین وجود مقادیر XCa در فلدسپارهای گرانیت سرنوسر (۰/۰۰ تا ۰/۰۴ جدول ۱)، دماهای برآورد شده بیشتر از دماهای بدست آمده از میانبارهای سیال است.

مرحله دوم تشکیل پهنه برون‌اسکارن در دردوی است که شامل الف) مرحله پیشرونده با دمای ۳۱۰ تا ۴۹۰ درجه سانتیگراد و شوری ۲۵ تا ۳۸ wt.% NaCl و تشکیل کانی‌های سیلیکات بدون آب از جمله گارنت و کلینوپیروکسن است [۱۳،۱۲]. زمین‌دماسنج گارنت-کلینوپیروکسن استفاده شده

برای مرحله پیشرونده دماهای ۳۰۰ تا ۵۰۵ درجه سانتیگراد را نشان داد که تقریباً معادل دماهای بدست آمده از میانبارهای سیال است. فازهای تشکیل شده در اسکارن دردوی معادل دگرگونی مجاورتی با رخساره هورنبلند-هورنفلس هستند که با دماهای بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد و فشارهای کمتر از ۳ کیلوبار همخوانی دارد (شکل ۷ ب).

از آنجاکه ولاستونیت در پهنه‌های اسکارنی درون‌اسکارن و پیشرونده تشکیل نشده است، می‌توان گفت که دماهای اسکارن کمتر از ۵۵۰ درجه سانتیگراد است [۵۰]. ولاستونیت زمانی تشکیل می‌شود که دمای محیط بالا (بالاتر از ۷۰۰ درجه سانتیگراد) باشد و یا XCO_2 محیط کم باشد. مقادیر XCO_2 در اسکارن دردوی کم نیست، چراکه بیشتر کانی‌های تشکیل شده در محیط در قطب کلسیمی نمودار ACM قرار دارند و افزایش XCO_2 به دلیل تاثیر فاز فقیر از آب در منطقه است که در اثر آن کانی‌های اسکارنی پیشرونده بدون‌آب تشکیل شده‌اند [۵۰]. مرحله ب) پسرونده با دمای تقریبی ۱۹۰ تا ۳۱۰ درجه سانتیگراد و شوری متوسط ۱۲٫۷ تا ۱۹٫۵ wt.% NaCl و مجموعه کانی‌های سیلیکات کلسیم بدون آب مشخص شده است [۱۳]. زمین‌دماسنجی‌های کلریت و آمفیبول کلسیمی در پهنه پسرونده به ترتیب دماهای ۲۰۰ تا ۲۹۰ درجه و ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد که معادل دماهای بدست آمده از میانبارهای سیال است. کاهش دماهای بدست آمده از پهنه اسکارن پیشرونده به سمت پسرونده هم در میانبارهای سیال و هم زمین‌دماسنج‌های کانی‌های سیلیکاتی مشهود است. همچنین ترکیب کانی‌های تشکیل شده نیز کاهش دما را نشان می‌دهد، به‌طوری که مقدار منیزیم طی توالی پاراژنزی افزایش و آهن کاهش می‌یابد [۱۲]. بلورهای درشت پیروکسن دارای بافت منطقه‌ای هستند که در منطقه وجود دارند که برای مثال در دو نمونه اشاره شده در مرکز دارای ترکیب $Di_{82}Hd_{16}$ و $Di_{84}Hd_{15}$ و در لبه دارای ترکیب $Di_{96}Hd_3$ و $Di_{96}Hd_3$ هستند [۱۲].

برداشت

با نفوذ توده نفوذی سرنوسر، سنگ‌های آهکی منیزیم‌دار دستخوش دگرگونی مجاورتی شده و به مرمر دولومیتی تبدیل شده‌اند. اسکارن‌زایی در اسکارن دردوی شامل گرانیت سرنوسر به عنوان خاستگاه کانی‌سازی، پهنه اسکارنی شامل دو زیرپهنه درون اسکارن و برون اسکارن، کانسنگ آهن مگنتیتی و رگه‌های کوارتز تأخیری کانه‌دار است. سیلیکات‌های بدون آب شامل کلینوپیروکسن و گارنت هستند که در مراحل پیشرونده تشکیل اسکارن رخ داده‌اند. در مراحل بعدی در اثر عملکرد سیال‌ها، سیلیکات‌های آبدار از قبیل اپیدوت، فلوگوپیت، کلریت، آمفیبول، اسکاپولیت و کانی‌های دیگر در مرحله پسرونده تشکیل شده است. علت تشکیل کانسارهای اسکارن در همسایگی توده‌های نفوذی، دگرگونی مجاورتی شناخته شده است. در این پژوهش، دمای تشکیل پهنه‌های اسکارنی در پهنه پیشرونده و پسرونده و همچنین دمای جایگزینی توده گرانیتی سرنوسر بر اساس زمین-دماسنجی کانی‌های سیلیکاتی بدست آمد که نتایج زمین‌دماسنجی پهنه‌های اسکارنی با استفاده از شیمی کانی‌ها با دماهای بدست آمده از میانبارهای سیال همخوانی قابل قبولی دارد و از این روش می‌توان برای برآورد دمای تشکیل دیگر اسکارن‌های منطقه معدنی سنگان و مناطق مشابه در ایران استفاده کرد.

مراجع

[1] Geological Survey of Iran, *"Geological map of Iran at the scale 1/1000000"*, (2002).

[2] Geological Survey of Iran, *"Report of Taybad geological map at the scale 1/250000"*, (1990) 150p.

[3] Karimpour M.H., Malekzadeh Shafaroudi A., Mazaheri S. A., *"Alteration-mineralization, and radiometric ages of the source pluton at the Sangan iron skarn deposit, northeastern Iran"*, Ore Geology Reviews 65 (2015) 545–563.

[4] Golmohammadi A., Karimpour M.H., Malekzadeh Shafaroudi A., Mazaheri S.A., *"Alteration-mineralization, and radiometric ages of the source pluton at the Sangan iron skarn deposit, northeastern Iran"*, Ore Geology Reviews 65(2) (2015) 545–563.

[5] Karimpour M.H., Malekzadeh Shafaroudi A., *"Geochemistry and mineralogy of skarn zones and petrology of source rock Sangan iron mine, Khorasan Razavi, Iran"*, Scientific Quarterly Journal, Geosciences 65 (2007) 108–125.

[6] Malekzadeh Shafaroudi A., Mazhari N., Ghaderi M., *"Geology, mineralogy, and chemistry of skarn zones and orebody in Ma'danjoo iron skarn prospect area, east of Sangan mine, Khaf, NE Iran"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 24 (1) (2016) 83-98.

[7] Karimpour M.H., *"Geochemisry and minerlogy of the Khorasan Sangan iron ore deposits"*, Iranian

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.9.9]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.125]

igneous rocks, northeastern Iran", Ph. D thesis, Akita Univ, Japan, (1998a) 226 p.

[17] Boomeri M., *"Geochemical characteristics of halogen–bearing hastingsite, scapolite and phologopite from the Sangan iron skarn deposits, northeastern Iran",* Journal of Mineralogy and Petrology 92 (1998b) 481-501.

[18] Ferry J., *"Characterization of metamorphism through mineral equilibria"*, Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, 10 (1986) 397 p.

[19] Ai Y., *"A revision of the garnet-clinopyroxene $Fe2^+$-Mg exchange geothermometer",* Contribution Mineralogy and Petrology 115 (1994) 467–473.

[20] Berman R.G., Aranovich L.Y., Pattison D.R.M., *"Reassessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer: II. Thermodynamic analysis",* Contribution Mineralogy and Petrology 119 (1995) 30–42.

[21] Sheikhi F., Alaminia Z., Tabbakh shabani A.A., "*Seranjic skarn geothermometery (SW Ghorveh, Kordestan Province)*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 20 (2) (2012) 343-354.

[22] Ghorbani H., Moazzen M., Saki A., *"Investigations on mineral chemistry and P-T estimation for formation of diopside, garnet and coexisting minerals in the calc- silicate hornfelses from the Alvand metamorphic aureole, Hamadan, West of Iran",* Scientific Quarterly Journal, Geosciences 26 (2016) 139–146.

[23] Guangrong L., *"Iron ore deposits in the Eastern Tianshan orogenic belt (China): the magnetite-skarn-magmatism association",* Ph. D. thesis, University of Orleans, USA (2012).

[24] Zamanian H., Sameti M., Pazoki A., Barani N., Ahmadnejad F., *"Thermobarometry in the Sarvian Fe-skarn deposit (Central Iran) based on garnet–pyroxene chemistry and fluid inclusion studies",* Arabian Journal of Geoscience 10 (2017) 54-71.

[25] Torabi G., Norbehesht I., Shirdashtzadeh N., Pirnia T., *"Geothermometry ofskarns in the Nain ophiolitic melang. (Isfahan Province)"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 15 (2) (2007) 357-382.

[26] Ferry J. M., *"Role of fluid flow in the contact metamorphism of siliceous dolomitic imestones",* American Mineralogist 79 (1994) 719-736.

[27] Bowman J.R., *"Basic Aspects and Applications of Phase Equilibria in the Analysis of Metasomatic Ca-Mg-Al-Fe-Si Skarns: In Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems (D.R.*

Journal of Crystallography and Mineralogy 2 (2) (1994) 145-156.

[8] Kaheni Sh., Malekzadeh Shafaroudi A., Karimpour M.H., *"The geochemistry and mineralogy of North C ore body and Baghak anomaly and determination of two Pyrrhotite generations which are different in composition in Sangan mine, eastern Iran",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 16 (2) (2008) 313-326.

[9] Mazaheri S.A., *"Classification of amphiboles from Iron ore deposits, Sangan area, Khaf",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 10 (1) (2002) 67-80.

[10] Mazaheri N., Malekzadeh Shafaroudi A., Ghaderi M., *"Geology, mineralogy and geochemistry of Ferezneh ferromanganese anomaly, east of Sangan mines complex, NE Iran",* Iranian Journal of Economic Geology 7 (1) (2015) 23-37.

[11] Malekzadeh Shafaroudi A., Karimpour M. H., Golmohammadi A., *"Zircon U-Pb geochronology and petrology of intrusive rocks in the C-north and Baghak districts, Sangan iron mine, NE Iran",* Journal of Asian Earth Sciences 64 (2013) 256–271.

[12] Mazaheri S. A., *"Petrological studies of skarns from Marulan South, New South Wales Australia and Sangan, Khorasan, Iran",* Ph. D. thesis, University of Wollongong, New South Wales Australia (1995).

[13] Mazhari N., Malekzadeh Shafaroudi A., Ghaderi M., Star Lackey J., Lang Farmer G., Karimpour M.H., *"Geochronological and Geochemical Characteristics of Fractionated I-type Granites Associated with the Skarn Mineralization in the Sangan Mining Region, NE Iran"*, Ore Geology Reviews 84 (2017) 116-133.

[14] Ghasemi Siani M., Mehrabi B., *"Mineralogy and mineral chemistry of silicate mineral of Dardvay Fe skarn ore deposit (Sangan mining area, NE Iran)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 26 (4) (2019) 871-884.

[15] Tale Fazel E., Mehrabi B., Khakzad A., Kianpour R., *"Stages and Mineralization Conditions of Dardvey Iron Skarn Based on Mineralogy and Fluid Inclusion Evidences, Sangan Area (Khorasan Razavi)"*, Scientific Quarterly Journal, Geosciences 81 (2011) 349–360.

[16] Boomeri M., *"Petrography and geochemistry of the Sangan iron skarn deposit and related*

[39] Krogh E.J., "The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer-a reinterpretation of existing experimental data", Contribution Mineralogy and Petrology 99 (1988) 44–48.

[40] Ai Y., *"A revision of the garnet-clinopyroxene Fe^{2+}-Mg exchange geothermometer",* Contribution Mineralogy and Petrology 115 (1994) 467–473.

[41] Krogh-Ravna E., "*The garnet-clinopyroxene Fe^{2+}Mg geothermometer: an updated calibration*", Journal of Metamorphic Geology 18 (2000) 211–219.

[42] Saxena S.K., "*Garnet-clinopyroxene geothermometer*", American Mineralogist 53 (1979) 1674–1695.

[43] Pattison D.R.M., Newton R.C., *"Reversed experimental calibration of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer",* Contribution Mineralogy and Petrology 101 (1989) 87–103.

[44] Berman R.G.L., Aranovich Ya., Pattison D.R.M., *"Reassessment of the garnet-clinopyroxene Fe−Mg exchange thermometer: II. Thermodynamic analysis"*, Contribution Mineralogy and Petrology 119 (1995) 30–42.

[45] Nakamura D., Svojtka M., Naemura K., Hirajima T., "*Very high-pressure (>4 GPa) eclogite associated with the Moldanubian Zone garnet peridotite (Nové Dvory, Czech Republic)*", Journal of Metamorphic Geology 22 (2004) 593–603.

[46] Sengupta P., Dasgupta S., Bhattacharya P.K., Hariya Y., "*Mixing behavior in quaternary garnet solid solution and an extended Ellis and Green garnet-clinopyroxene geothermometer*", Contribution Mineralogy and Petrology103 (1989) 223–227.

[47] Nakamura D., Hirajima T., *"Exprimental evaluation of garnet-clinopyroxene geothermometery as applied to eclogites",* Contributions to Mineralogy and Petrology 150 (2005) 581–588.

[48] Ferry J. M., *"Role of fluid flow in the contact metamorphism of siliceous dolomitic imestones",* American Mineralogist (1994) 79, 719–736.

[49] Bowman J.R., *"Basic Aspects and Applications of Phase Equilibria in the Analysis of Metasomatic Ca-Mg-Al-Fe-Si Skarns: In Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems (D.R. Lentz, ed.)",* Mineral Association of Canada, Short Course 26 (1998a) 1–49.

[50] Ernst W.G., *"Petrologic phase equilibria",* W.H. Freeman, San Francisco (1976) 333p.

Lentz, ed.)", Mineral Association of Canada, Short Course 26 (1998a) 1-49.

[28] Zanganeh Ghasemabadi, M., Boomeri M., Biabangard H., *"Investigation of skarn formation using petrographic, mineral chemistry and fluid inclusion data, south west of Khaf, (southeast of Razavi Khorasan Province) "*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 25 (1) (2017) 35-48.

[29] Whitney D.L., Evans B.V., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals",* American Mineralogist 95 (2010) 185–187.

[30] Elkins L.T., Grove T.L., *"Ternary feldspar experiments and thermodynamic models",* American Mineralogist 75 (1990) 544–559.

[31] Green N.L., Usdansky S.I., *"Ternary feldspar mixing relations and thermobarometry",* American Mineralogist, 71 (1986) 1100–1108.

[32] Lindsley D.H., Nekvasil H., *"A ternary feldspar model for all reasons (abs) ",* Eos, Transactions, American Geophysical Union 70 (1989) 506–507.

[33] Ellis D. J., Green D. H., *"An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria",* Contribution Mineralogy and Petrology 71 (1979) 13–22.

[34] Powell R., "*Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet clinopyroxene geothermometer revisited*", Journal of Metamorphic Geology 3 (1985) 231–243.

[35] Ganguly J., "*Garnet and clinopyroxene solid solutions, and geothermometry based on Fe Mg distribution coefficient*", Geochimica et Cosmochimica Acta 43 (1979) 1021–1029.

[36] Ganguly J., Cheng W., Tirone M., *"Thermodynamics of aluminosilicate garnet solid solution: new experimental data, an optimized model, and thermometric applications",* Contribution Mineralogy and Petrology 126 (1996) 137–151.

[37] Nakamura D., *"A new formulation of garnet–clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set"*, Journal of Metamorphic Geology 27 (2009) 495-508.

[38] Råheim A., Green D.H., *"Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene"*, Contribution Mineralogy and Petrology 48 (1974) 179–203.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.9.9]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.125]

[51] Barnes H.L., *"Solubilities of ore minerals, in geochemistry of hydrothermal ore deposits",* 2th edition (H. L. Barnes, ed.), John Wiley & sons, New York (1979) 404–460.

[52] Einaudi M.T., Meinert L.D., Newberry R.J., *"Skarn deposits",* Economic geology 75th Anniversary (1981) 317–391.

[53] Smirnov V.I., *"Skarn deposites, in geology of mineral deposites",* MIR publication, Moscow (1976) 156-188.

[54] Schulz B., Triboulet C., Audren C., *"Microstructures and mineral chemistry in amphibolites from the western Tauern Window (Eastern Alps) and P-T-deformation paths of the Alpine greenschist-amphibolite facies metamorphism",* Mineralogical Magazine 59 (1995) 641–659.

[55] Zenk M., Schulz B., *"Zoned Ca-amphiboles and related P–T evolution in metabasites from the classical Barrovian metamorphic zones in Scotland",* Mineralogical Magazine 68 (2004) 769–786.

[56] Gerya T.V., Perchuk L.L., Triboulet C., Audren C., Sez'ko A.I., *"Petrology of the Tumanshet Zonal Metamorphic Complex, E astern Sayan",* Petrology 5/6 (1997) 503 –533.

[57] Chathelina M., Nieva D., *"A chlorite solid solution geothermometry, the los Azufrez geothermal system (Mexico) ",* Contribution to Mineralogy and Petrology 91 (1985) 235–244.

[58] Chathelina M., *"Cation state occupancy in chlorites and illites as a function of temperature",* Clay minerals, 23 (1988) 471–485.

[59] Jowett E.C., *"Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer"*, GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting (Toronto). Program with Abstracts 16 (1991) 62p.

[60] Kranidiotis P., MacLean WH., *"Systematics of chlorite alteration and the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec"*, Economic Geology 82 (1987) 1898–1992.

[61] Powell M., Powell R., *"Plagioclase-alkali-feldspar geothermometry revisited",* Mineralogical Magazine 41 (1977) 253–256.